

东北亚活动大陆边缘中生代构造格架主体特点

张允平^{1,2} 宋维民^{1,3} 那福超¹ 鲍庆中¹ 汪 岩¹

1. 中国地质调查局 沈阳地质调查中心(沈阳地质矿产研究所) 辽宁 沈阳 110034 ;
2. 中国地质调查局 发展研究中心 ,北京 100037 ;3. 东北大学 研究生院 辽宁 沈阳 110004

摘 要 :东北亚是全球板块构造活动最复杂地区之一。中生代活动大陆边缘构造格架主体特点是 ,东部为陆缘增生带 ,包含碰撞造山带和增生造山带两种类型 ,西部为陆缘活化带 ,包含西伯利亚古陆东部活化区(北段) ,东蒙古-兴安-吉黑活化区(中段)和中-朝古陆东部活化区(南段)。整体构造格架具有东西分带 ,南北分段 ,由北东向南逐渐发展的特点。华北-蒙古-兴安地区中侏罗晚期-早白垩世初的沉积-火山-沉积磨拉石 ,属东北亚中生代活动大陆边缘构造演化进程的组成部分 ,是构造体制转换的标志之一。

关键词 :东北亚 ;中生代 ;板块构造 ;大陆边缘

DOI:10.13686/j.cnki.dzyzy.2016.05.001

CHARACTERISTICS OF THE TECTONIC FRAMEWORK OF NORTHEAST ASIAN MESOZOIC ACTIVE CONTINENTAL MARGIN

ZHANG Yun-ping^{1,2} ,SONG Wei-min^{1,3} ,NA Fu-chao¹ ,BAO Qing-zhong¹ ,WANG Yan¹

1. Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources ,CGS ,Shenyang 110034 ,China ;
2. Development and Research Center ,CGS ,Beijing 100037 ,China ;3. Graduate School ,Northeastern University ,Shenyang 110004 ,China

Abstract :Northeast Asia is one of the most complex areas of plate tectonic activities in the world. The eastern continental margin accretion zone involves two types ,i.e. ,collisional orogenic belt and accretionary orogen belt. The western margin reactivation zone contains Eastern Siberia ancient land reactivation region (north) , East Mongolia-Xing'an-Jihei reactivation region (middle) , and eastern Sino-Korea ancient land reactivation region (south). The overall structural framework of the Northeastern Asian Mesozoic active continental margin is characterized by zonation from east to west , segments from north to south , and development from northeast to south. The late Middle Jurassic-early Early Cretaceous sedimentary-volcanic-sedimentary molasse in North China-Mongolia-Xing'an Region , which is a component part of the Northeast Asian Mesozoic active continental margin in its evolutionary process , is one of the indicators of tectonic system transition.

Key words :Northeast Asia ;Mesozoic ;plate tectonic ;continental margin

东北亚泛指亚洲东北部地区 ,即北极拉普捷夫海以南 ,白令海峡-千岛海沟-日本海沟-南海海沟轴线以西 ,俄罗斯西伯利亚安哥拉古陆-蒙古杭盖隆起-中国鄂尔多斯盆地西缘以东 ,秦岭-大别一线以北的广大地区。

中生代以来 ,东北亚地区经历了欧亚和北美大陆板块、鄂霍次克海微板块 ,及其与古(含南阿纽伊洋 ,法拉隆、库拉和伊泽纳奇板块)-今太平洋及菲律宾海板块之间的相互作用和影响 ,因此 ,东北亚活动大陆边缘也是全球中生代板块构造演化最为复杂的构造区之

收稿日期 2016-07-08. 编辑 张哲.

基金项目 :中国地质调查局项目“太平洋构造域北段构造格局、演化历史研究和 1:250 万构造图编制”(DD20160343-09) ;“古亚洲构造域东段构造格局、演化历史研究和 1:250 万构造图编制”(DD20160343-08).

作者简介 张允平(1951-),男,研究员,主要从事大地构造、区域地质与区域成矿规律研究,通信地址 辽宁省沈阳市皇姑区黄河北大街 280 号 E-mail//syzhyp@qq.com

一. 本文试图以区域地质特征、重大构造-岩浆事件关联性为分析基础, 以板块构造和区域构造演化进程为主线, 概述东北亚活动大陆边缘中生代构造格架主体特点.

1 东北亚中生代活动大陆边缘构造分区

根据板块构造离散、汇聚和转换边界图^[1]、欧亚东部构造图^[2]、亚欧地质图^[3]、板块边界数字模型^[4]和国际亚洲地质图^[5]及东北亚与邻区的有关文献资料, 可以将东北亚概略划分为 3 个大地构造区, 即欧亚板块构造区、北美板块构造区和太平洋-菲律宾海板块构造区(图 1). 其中 欧亚板块构造区与北美板块构造区之间, 以 South Anyui Suture-Grechishkin Suture 为界线; 欧亚板块构造域与太平洋-菲律宾海板块构造区之间, 以千岛海沟-日本海沟-南海海沟(Nankai trough)主轴为界线.

东北亚中生代活动大陆边缘属欧亚大陆板块构造单元的组成部分, 其中中生代活动大陆边缘地质构造演化属滨太平洋(包括古、今太平洋)构造域演化历史的一部分. 东北亚中生代活动大陆边缘与主陆区之间的界线, 大致沿俄罗斯西伯利亚古陆东部的勒拿河前陆盆地西缘, 向南大致经贝加尔湖西-蒙古杭盖隆起东, 到中国鄂尔多斯盆地-四川盆地东缘一线.

东北亚中生代活动大陆边缘由西部陆缘活化带(区)和东部陆缘增生带(区)构成, 二者之间的界线大体以威尔霍扬斯克褶皱-逆冲带西缘断裂为界, 向南沿斯塔诺夫隆起东南缘北土库林格尔断裂带, 色楞格褶皱带和杭盖-肯特浊积岩盆地南侧向西, 达蒙古中部巴彦洪格尔蛇绿混杂岩带转向东, 沿图瓦-蒙古地块、额尔古纳-玛门地块、布列亚-佳木斯地块北缘南土库林格尔断裂带向东, 再沿俄罗斯远东哈巴罗夫斯克-中国那单哈达跃进山断裂带-俄罗斯滨海边疆区撒玛卡增生带西缘断裂延伸过日本海, 经日本美浓-丹波增生带北侧断裂向南延伸.

界限以西为晚三叠世前汇聚-拼合形成的古欧亚大陆东缘活化带(区), 以西伯利亚古陆、华北古陆及晚前寒武纪末-古生代褶皱带交织中间地块为基底. 晚三叠世以来主要表现为大陆地壳累进增加固结作用和中生代构造-岩浆作用的叠加. 由于陆缘活化带(区)基底和盖层结构特征, 及中生代构造-岩浆活动特点的差异, 由北向南明显可以分为西伯利亚古陆东部活化区、东蒙古-兴安-吉黑活化区和华北古陆东部活化

区.

界限以东为晚三叠世以来陆壳增生带(区), 由欧亚大陆和北美大陆板块、鄂霍次克海微板块与古-今太平洋板块之间相互作用形成. 其中, 1)古大陆及其与古太平洋板块之间相互作用形成的构造单元主要有, 威尔霍扬斯克-楚科奇复合造山系, 包括北美板块北极-北楚科奇西缘的新西伯利亚-北楚科奇褶皱-逆冲带, 南阿纽伊碰撞缝合带和欧亚板块东缘威尔霍扬-柯雷马造山系(后者包括阿玛隆-柯雷马超地体和威尔霍扬褶皱-逆冲带); 蒙古-鄂霍次克造山系; 锡霍特-阿林-萨哈林(库页岛)-北海道造山系, 包括锡霍特-阿林-丹波-美浓陆缘增生造山带、萨哈林-北海道碰撞造山带、鄂霍次克海微板块、鄂霍次克-楚科奇和锡霍特-阿林陆缘火山-深成岩带. 2)欧亚大陆与现今太平洋-菲律宾海板块之间相互作用形成的主要构造单元主要有, 堪察加-克利亚克增生造山系; 日本列岛增生造山带; 亚洲东缘新生代弧-盆系, 包括千岛-东北日本列岛弧、西南日本-琉球列岛弧、鄂霍次克海千岛洼地、鞑靼海槽(裂谷)、日本海盆地和冲绳海槽(裂谷).

东北亚活动大陆边缘陆壳增生带(区)与北美活动大陆边缘白令海-阿拉斯加陆缘增生区之间, 以堪察加半岛东侧的 Grechishki 缝合带为界, 向北沿转换断层与南阿纽伊缝合线相交. 界限以西, 为晚白垩-上新世形成的堪察加-克利亚克造山系和陆缘火山-深成岩带; 界限以东, 为北美大陆边缘增生带的白令海残余盆地与阿留申弧-沟系.

东北亚活动大陆边缘陆壳增生带(区)与现今太平洋-菲律宾海板块之间的界线, 以千岛海沟-日本海沟-南海海沟为界. 其中需要特别指出的是, 太平洋板块与东亚大陆边缘陆壳增生带(区)之间的界线, 仅为日本 ISTL 以北的日本海沟段, 南海海沟是东亚大陆边缘与菲律宾海板块之间的界线.

2 东北亚中生代活动大陆边缘主要造山系

中国地质出版社 2006 年出版地球科学大辞典(基础学科卷)^[6]中, 对东北亚造山系词条的定义是, 北美大陆与古亚洲大陆碰撞而形成的中生代造山系. 包括上扬斯克-楚科奇造山带、蒙古-鄂霍次克造山带和北山-内蒙古-吉林造山带. 经历了印支和燕山两个旋回的演化, 主造山作用发生在中-晚侏罗世, 属于早燕山造山系. 北山-内蒙古-吉林造山带由同名的拗拉槽发

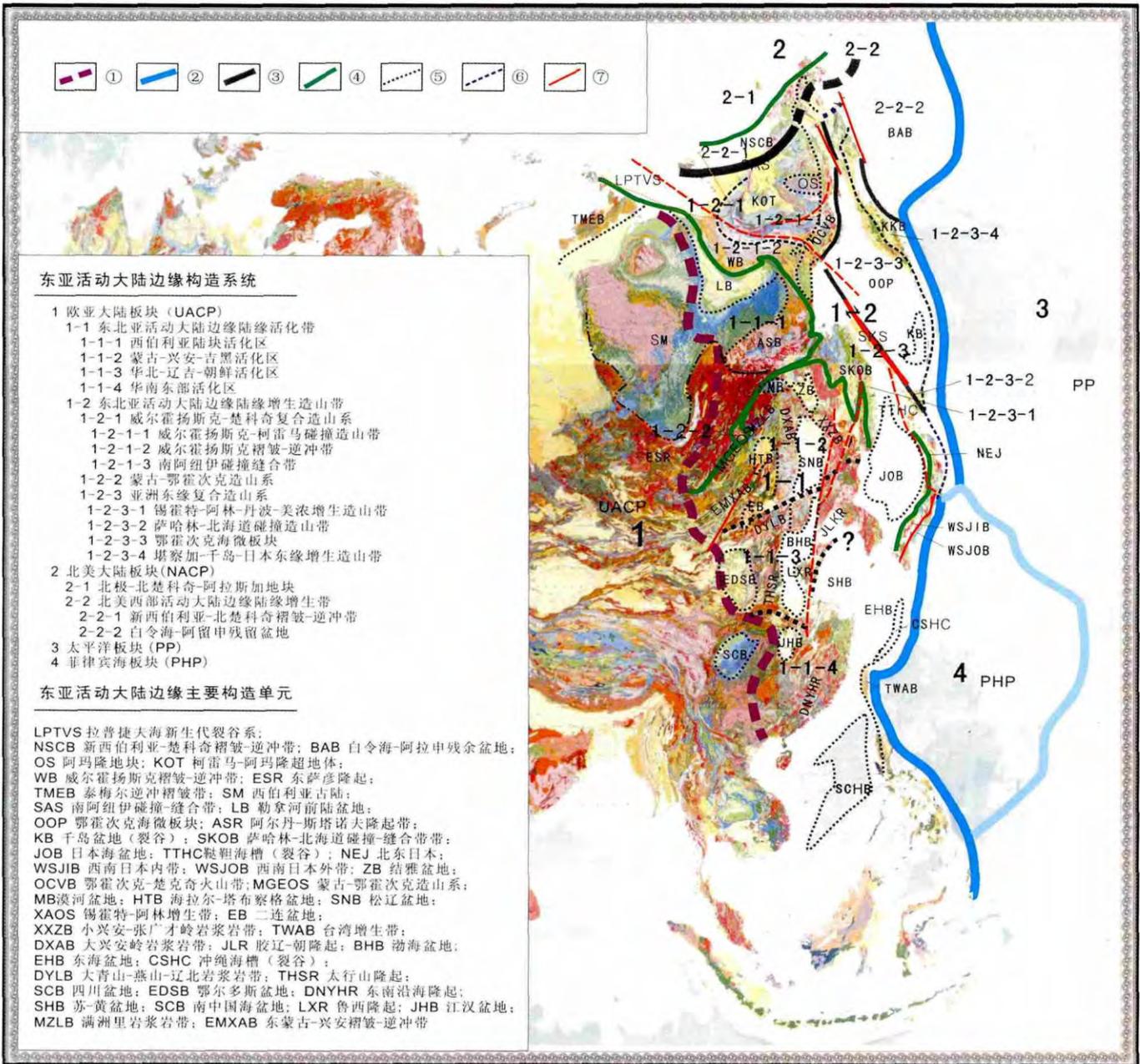


图 1 东北亚活动大陆边缘主要构造单元分布略图

(据文献[3])

Fig. 1 Geotectonic unit subdivision of Northeast Asian active continental margin

(Based on Reference [3])

①东亚活动大陆边缘与主陆区界线 (boundary between NE Asian active continental margin and main continent); ②太平洋与大陆板块界线 (boundary between Pacific plate and continental plate); ③主板块之间碰撞-缝合带 (collision-suture zone between main plates); ④陆缘活化带与陆缘增生带界线 (boundary between continental marginal activation belt and accretion belt); ⑤陆缘活化带各区/段界线 (boundary between sections in continental marginal activation belt); ⑥中生代与新生代陆缘增生带界线 (boundary between Mesozoic and Cenozoic continental marginal activation belts); ⑦东亚大陆边缘主要走滑断裂 (major strike-slip fault in NE Asian active continental margin)

展而成, 叠加在同名的晚华力西造山带、温都尔庙加里东造山带和中朝克拉通北缘之上, 主造山作用发生在印支造山旋回, 但紧接其后的中-晚侏罗世仍有大规模的地壳缩短, 形成总体向南的逆掩推覆构造。大青

山-燕山-辽西一带近东西走向的逆掩断层系统构成其南部边界。将亚洲东缘造山系定义为, 亚洲大陆与西太平洋古陆碰撞形成的造山系, 其中绝大部分位于中国国境之外, 其中, 主造山作用发生在侏罗纪末-白垩

纪初(日本佐川造山带)或晚白垩世(锡霍特造山带),属中、晚燕山期造山系,包括锡霍特造山带、佐川造山带、萨哈林-北海道造山带和长乐-南澳剪切带等。

任纪舜先生^[7]同时认为,西太平洋沟-弧-盆体系是最新的一个构造系统,形成于新近纪到第四纪,属晚喜马拉雅沟-弧-盆系。由于西太平洋沟-弧-盆系的强烈改造,亚洲东缘造山系的面貌在一些地方已难以辨认,但亚洲东部强烈的中生代构造-岩浆-成矿作用,却雄辩地证明这一宏伟的造山系曾确实存在。

笔者基本认同前述定义和对东亚大陆边缘大地构造特征认识的高度概括,并认为,从东亚活动大陆边缘的层面,研究东北亚中生代活动大陆边缘构造格架的主体特点,对深入理解中国东北地区区域地质调查成果,研究中国东部区域成矿作用和成矿规律的工作有益。

东北亚中生代活动大陆边缘位于环太平洋构造域北段,大地构造单元诸多,造山系统结构复杂,是中生代以来,欧亚和北美大陆板块与古(包括南阿纽伊洋、法拉隆、库拉和伊泽纳奇板块)-今太平洋板块(太平洋板块、菲律宾海板块)之间相互作用形成。根据造山作用类型,可概略划分为东北亚碰撞造山系和东北亚陆缘增生造山系两类。

限于篇幅,为了便于讨论晚三叠世以来东北亚活动大陆边缘板块构造演化特点,及其对中国东-北部地区构造演化的影响,本文主要根据区域地质构造单元关联性和重大构造-岩浆事件,对东亚中生代活动大陆边缘造山系统的主体特点进行概述。

2.1 东北亚中生代碰撞造山系

东北亚碰撞造山系,包括:1)威尔霍扬斯克-楚科奇复合造山系,形成于南阿纽伊洋俯冲-消亡-洋盆闭合期间,古欧亚大陆东部边缘增生带(J_{2-3})与北美大陆板块之间的碰撞作用(J_3-K_1);2)蒙古-鄂霍次克造山系,形成于蒙古-鄂霍次克洋俯冲-消亡-闭合期间,西伯利亚大陆南部边缘增生带(P_2-J_1)与蒙古-北中国之间碰撞作用(J_{2-3})和蒙古-兴安褶皱-逆冲作用($J_{2末}-K_{1初}$);3)亚洲东缘复合造山系,形成于伊泽纳奇(包括库拉)洋盆俯冲-消亡-闭合期间,欧亚大陆东部边缘增生作用(J_{2-3}),及鄂霍次克海微板块与欧亚大陆东部增生带之间的碰撞作用($K_{1末}-K_2$)。

2.1.1 威尔霍扬斯克-楚科奇复合造山系

威尔霍扬斯克-楚科奇造山系属于复合造山系

(图2a)。从大陆造山带理念看,该复合造山系包括,隶属欧亚板块东缘的威尔霍扬斯克-柯雷马造山系,隶属北美板块西缘的新西伯利亚-北楚科奇褶皱-逆冲带,以及两大陆板块之间的南阿纽伊碰撞-缝合带。经历了中-晚侏罗世(西伯利亚克拉通与柯雷马-阿玛龙超地体)、晚侏罗-早白垩世(欧亚大陆东部增生边缘与北美大陆板块)两次碰撞造山作用过程。其中,威尔霍扬斯克-柯雷马造山系又由柯雷马-阿玛龙复合地体和威尔霍扬斯克褶皱-逆冲带构成,其西邻西伯利亚克拉通东部的勒拿河前陆盆地,东南部叠加发育晚白垩世威尔霍扬斯克-楚科奇陆缘火山-深成岩带;东南毗邻中-新生代堪察加-科里亚克陆缘增生造山系。威尔霍扬斯克褶皱-逆冲带主要由西伯利亚被动大陆边缘下-中古生界和里菲期陆源碳酸盐岩沉积与前石炭-中侏罗统碎屑岩层序构成。向东北,陆架沉积逐渐变为陆缘隆起和边缘海盆地沉积的晚二叠-下侏罗 Kular-Nera 板岩带(黑色板岩)。威尔霍扬斯克-柯雷马造山系形成于柯雷马-阿玛隆复合地体与西伯利亚克拉通之间的碰撞^[8],造山系自西向东被划分为前陆逆冲带、主带和后带。前陆逆冲带发育石炭-侏罗纪碎屑楔和白垩纪含煤磨拉石沉积;主带由二叠-三叠纪浊积岩及 147~154 Ma 和 100~140 Ma 两个时段同造山期花岗岩构成;主带与后带之间发育蛇绿混杂岩,其蛇绿岩的侵位时代由滑混堆积(Olistostrom)时代(Bathonian-Callovia)确定。后带的柯雷马-阿玛隆复合地体由克拉通块体、岛弧地体及其间的蛇绿岩、各种年龄浊积岩、滑塌堆积和片岩构成,并在中-晚侏罗世绿片岩相变质作用条件下发育逆冲和推覆构造。由于柯雷马-阿玛隆地块含有太古宙麻粒岩,也被认为是微大陆;地块的古生代-中生代地质与西伯利亚克拉通之间具有亲缘关系。一般将威尔霍扬斯克-柯雷马造山系划分为3个构造演化时段:前造山期($O-J_1$)、主造山期(J_{2-3})和后造山期(K_1),但该带的碰撞花岗岩主要形成于 95~145 Ma^[9],与欧亚与北美大陆之间碰撞有关。

南阿纽伊缝合带位于新西伯利亚-北楚科奇褶皱-逆冲带与威尔霍扬斯克-柯雷马造山系之间,是北美与欧亚两大板块之间的主缝合带,由蛇绿岩碎块、角闪岩、古生代或中生代蓝闪片岩和加积楔组成。南阿纽伊碰撞缝合带的构造演化也被划分为前碰撞、碰撞和后碰撞期3个演化阶段^[10]。前碰撞期,从晚古生代到中侏罗世,构造体制可能与原大西洋张开或古太平洋

地质年代		同位素年代	威尔霍杨-楚科奇复合造山系			欧亚大陆板块	
			欧亚大陆板块		对接带	北美大陆板块	亚洲东部大陆边缘造山系
		威尔霍杨-柯雷马造山系		南阿组伊缝合带	新西伯利亚-北楚科奇褶皱-逆冲带	锡霍特-阿林增生造山带	
古近纪	始新世	威尔霍杨褶皱逆冲带 柯雷马-阿玛隆超地体					
	古新世	55Ma	11-69Ma期间, 伸展构造环境, 发育裂谷、地垒和地堑			古近纪双峰式火山岩	
晚白垩世	Maastrichtian	65Ma	69-79Ma期间在南阿组伊缝合带背景下发展为板块离散边界的拉普捷夫海			马斯特里赫特-达宁期过碱性喷出岩	
	Companian	70Ma					
	Santonian	83Ma	鄂霍次克-楚科奇火山带的大部分火山岩形成于晚白垩世(科尼亚斯期-桑托-坎潘期) 74-85 Ma, 钙碱性火山岩形成于90-80-85 Ma, 封盖的玄武岩喷出于74-77 Ma			土伦期-桑托期 流纹岩和英安岩	
	Coniacian	85Ma					
	Turonian	88Ma					
	Cenomanian	93Ma	威尔霍杨逆冲推覆构造使阿普特期地层变形, 被43-90Ma花岗岩侵入	后碰撞时期阿尔布-赛诺曼期形成伸展构造和科迪勒拉型变质核杂岩		赛诺曼期玄武岩安山岩	
		99Ma	Albian-Cenomanian期陆缘火山弧不整合于缝合带之上, 发育碰撞后的走滑断层			阿普特-阿尔布期浊积岩沉积	
	112Ma	构造前锋带					
早白垩世	Aptian	125Ma	威尔霍杨造山区早白垩世伊利阿斯-洪特瑞期发育中性-基性火山岩	117-124Ma高压变质 109-104Ma折返 碰撞有关绿片岩115-119Ma	北楚科奇陆缘发育逆冲构造, 南阿组伊缝合带逆冲, 115-119 Ma	陆缘碰撞与走滑 巴列姆-阿普特期大架山组沉积不整合在中-晚侏罗世增生楔上	
	Barremian	130Ma		Aptian-Albian 和Hauterrian -Barremian期不整合在北界逆冲构造上		碰撞带发育S型花岗岩, 那单哈达地区131-111Ma; 比金地区S型花岗岩测年131-105Ma; 撒马卡地区S型花岗岩130-123Ma; S-1型花岗岩110-98Ma	
	Hunterivian	133Ma				那单哈达、比金和撒马卡地区中侏罗末-晚侏罗-早白垩世早期3个构造层位单元组成与结构特征可对比, 其中, 下构造位: Ulitka-Zoloty Klyuch河之间, 晚侏罗世-早白垩世提唐-贝利阿斯期混浊岩基, 夹碱性玄武岩、硅质岩, 泥质岩含中三叠-中侏罗硅质岩块和中侏罗硅质泥质沉积岩	
	Valanginian	140Ma	在Lensky和Yakutiya盆地伊利阿斯期含煤沉积 1500 m厚		南阿组伊洋壳俯冲-陆缘增生阶段	晚侏罗-早白垩世期间 Alazeya-Oloi火山弧增生带逆冲柯雷马-阿玛隆超地体之上	
	Berriasian	145Ma				中侏罗-晚侏罗早期柯雷马-阿玛隆超地体与阿玛隆超地体碰撞形成微大陆, 属柯雷马-阿玛隆的Chersky碰撞同造山期	
	Tithonian	150Ma	晚侏罗末早白垩初发生向西伯利亚的逆冲-褶皱	花岗岩147-154Ma			中构造位: 主要分布乌苏里江右岸中侏罗 Bajocian期放射状化石砂岩粉砂岩泥质岩基岩含中三叠-中侏罗凝灰岩, 晚三叠-早侏罗硅质岩块
晚侏罗世	Kimmeridgian	155Ma				上构造位: 那单哈达地区中侏罗 Aalenian-Bathonian期放射状的混浊岩基, 含石英-二叠灰岩块体, 三叠硅质岩, 玄武岩和砂岩蛇纹岩化超基性块体	
	Oxfordian	161Ma				中侏罗-晚侏罗早期柯雷马-阿玛隆超地体与阿玛隆超地体碰撞形成微大陆, 属柯雷马-阿玛隆的Chersky碰撞同造山期	
	Calioviaian	164Ma				南阿组伊缝合带内具有三个阶段变质作用过程(419-430 Ma, 370 Ma和174 Ma)的蛇绿岩	
	Bathonian	167Ma				中侏罗碰撞期仰冲北亚克拉通大陆边缘	
	Bajocian	171Ma					
中侏罗世	Aalenian	175Ma					
	Toarcian	183Ma				早-中侏罗洋盆沉积, 玄武岩和硅质岩火山岩及复理石沉积	
	Pliesbachian	189Ma				晚石炭-早侏罗世Alazeya火山弧位于南侧	
		196Ma				三叠-侏罗纪海相沉积	
		199Ma					
早侏罗世		203Ma	柯雷马-阿玛隆超地体由蛇绿岩、二叠-三叠系浊积岩、清淤堆积(混浊岩)克拉通块体和片岩单元构成			三叠系和下侏罗统被大陆边缘海相滨海三角洲和陆架碎屑岩层序	
	Rhaetian	216Ma					
	Norian	216Ma					
晚三叠世	Carnian	228Ma	晚三叠-早侏罗世黑色板岩带			南阿组伊缝合带含有古生代和中生代的蛇绿岩; 古生代蛇绿岩	
						中部含晚中生代蛇绿岩; 洋盆在早白垩世闭合	

图 2a 东北亚活动大陆边缘重要构造事件对比图(之一)

Fig. 2a Correlation of the significant tectonic events in Northeastern Asian active continental margin (1 of 3)

有关,洋壳碎块 239.1 ± 3.8 Ma 增生楔构造变形于晚侏罗世—早白垩世,早白垩世初,南阿纽伊洋盆关闭,北美与欧亚大陆发生碰撞。后碰撞期 (Albian—Cenomanian), 楚科奇地区主要是以伸展构造为主,伴生正断层和科迪勒拉型变质核杂岩。片岩的 106~108 Ma 年龄可能反映了增生楔杂岩的折返时期,也是东楚科奇的变质和变形峰期 (104~108 Ma)。靠近碰撞—缝合带北侧的花岗岩主要形成于 105~120 Ma。阿纽伊缝合带的变形历史记录了从正交到斜碰撞的演化过程。

新西伯利亚—北楚科奇褶皱—逆冲带位于北极—北楚科奇—阿拉斯加地块西南缘,属北美大陆板块构造单元组成部分。北极—北楚科奇—阿拉斯加地块的前寒武纪—显生宙岩石可以划分为太古宇片麻岩、片岩、石英岩、角闪岩和大理岩,新元古界千枚岩、云母片岩、绿泥—绢云片岩、石英岩和灰岩,中奥陶到中泥盆统石灰岩、白云岩、大理岩和顶部板岩,及泥盆系陆源砂岩、粉砂岩、板岩和浊积岩;下—中石炭统板岩、砂岩、粉砂岩和石灰岩;二叠—三叠—侏罗系的海相沉积,以及早白垩世晚 Albian—晚白垩世的火山岩。新西伯利亚—楚科奇褶皱带的盆地大部分都发育三叠系,后造山拗陷包括晚侏罗、白垩和新生代地层。楚科奇火山岩带由早白垩世 Albian 和晚白垩世的火山岩组成。硅铝和镁铁质侵入岩浆作用出露于楚科奇褶皱带北部和东楚科奇。北楚科奇被动大陆边缘与北亚克拉通 (俄罗斯学者泛指西伯利亚与威尔霍扬—柯雷马造山系拼合后的大地构造单元为北亚克拉通) 在 Neocomian 到 Aptina 时期碰撞,致使楚科奇南部被动大陆陆缘发育褶皱—逆冲构造,相关的绿片岩年龄为 115~119 Ma。

威尔霍扬斯克—楚科奇复合造山系的形成经历了两个阶段:1)早期碰撞阶段(J_{2-3}) 威尔霍扬斯克—柯雷马复合地体碰撞拼合,并向西推覆形成威尔霍扬斯克褶皱—逆冲带;2)晚期碰撞阶段(J_3-K_1) 南阿纽伊洋盆闭合,北美与欧亚大陆东部陆缘增生区之间发生碰撞,在威尔霍扬斯克—柯雷马造山系叠加构造—岩浆作用,北极—北楚科奇—阿拉斯加地块西缘形成新西伯利亚—北楚科奇陆缘褶皱—逆冲带。威尔霍扬斯克—楚科奇复合造山系的主造山时期为中—晚侏罗—早白垩世,勒拿河前陆盆地与威尔霍扬斯克—楚科奇复合造山系发展进程同步。太平洋边缘晚白垩世—古近纪造山运动导致威尔霍扬斯克复合造山系的抬升^[11]。

2.1.2 蒙古—鄂霍次克造山系

蒙古—鄂霍次克造山系的形成时代和大地构造属

性一直存在争议。1)蒙古—鄂霍次克带形成于里菲—文德,古生代是局部张开与闭合的历史(I. V. Gordienko, 1994);2)蒙古—鄂霍次克洋在晚古生代—早中生代时期依然是很宽的洋盆;3)形成于晚古生代,延续至前白垩纪,由于西伯利亚和中朝古陆之间的碰撞作用而消失;4)认为蒙古—鄂霍次克存在晚石炭世洋壳,闭合于边缘走滑断裂活动(173 Ma)之前;5)蒙古—鄂霍次克洋为一个向东开口的海湾。

L.M. Parfenov 等^[12]认为,蒙古—鄂霍次克带南部格架的所有地体,都是早古生代造山带的碎块,这些地体沿走向带状延伸数百千米,主要由浊积岩增生楔和海洋组合构成,东部也有晚古生代、三叠纪和早侏罗世碎块构成的大洋组合。Onon 地体的构成极其复杂,泥盆系以碳酸盐岩—火山沉积—陆源碎屑建造为特征;上泥盆统及下、中石炭统浅海碎屑沉积的砂岩、粉砂岩、砾石和底砾岩,以及少量流纹岩、英安岩和凝灰岩,不整合于 Onon 岩套(变质且无年代数据)和中泥盆统下部岩石组合之上;下二叠统浅海相碎屑岩不整合在石炭系和 Onon 岩套之上;上三叠统海相沉积(2000 m)不整合在下石炭统之上。上二叠统—三叠系由砂岩、粉砂岩、硅质岩和玄武岩构成独立岩块,它们毗邻东贝加尔西部,并被断层围限。与 Onon 地体毗邻的额尔古纳—上黑龙江地区泥盆系以碳酸盐岩—陆源碎屑岩建造为特征^[13]。

笔者认为,蒙古—鄂霍次克造山系属复合造山系(图 2b),起源于新元古代—早古生代,经历了晚古生代—中生代蒙古—鄂霍次克洋的俯冲—闭合,及西伯利亚与蒙古—中国北方陆块群之间的碰撞作用。其古生代属古亚洲洋构造域演化进程,中生代演化历史属于东北亚滨太平洋构造域演化进程的一部分。由于该造山系的构造演化历史复杂,其边缘多地出露含早寒武世古杯、三叶虫的灰岩岩片或岩块^[14],周边地块大都遭受过萨拉伊尔—加里东期构造—岩浆作用,说明其所在区域曾是新元古代—早古生代褶皱区。杭盖—肯特浊积岩盆地形成于早石炭世晚期,浊积岩中碎屑锆石研究揭示该盆地具有弧后盆地属性,北侧是古陆剥蚀区,南侧曾发育具有元古宙基底的岛弧^[15]。石炭纪浅海浊积岩不整合覆盖于中古生代增生杂岩之上^[16]。这套增生杂岩曾被划分为 6 个地质单元,实为晚志留—泥盆纪放射虫硅质岩组合(OPs)加积楔^[17]。晚石炭世 Adaatsag 蛇绿岩^[18],可能代表沿早石炭世晚期浊积盆地南缘的裂解。蒙古杭盖地区^[19]和鄂霍次克海口的珊

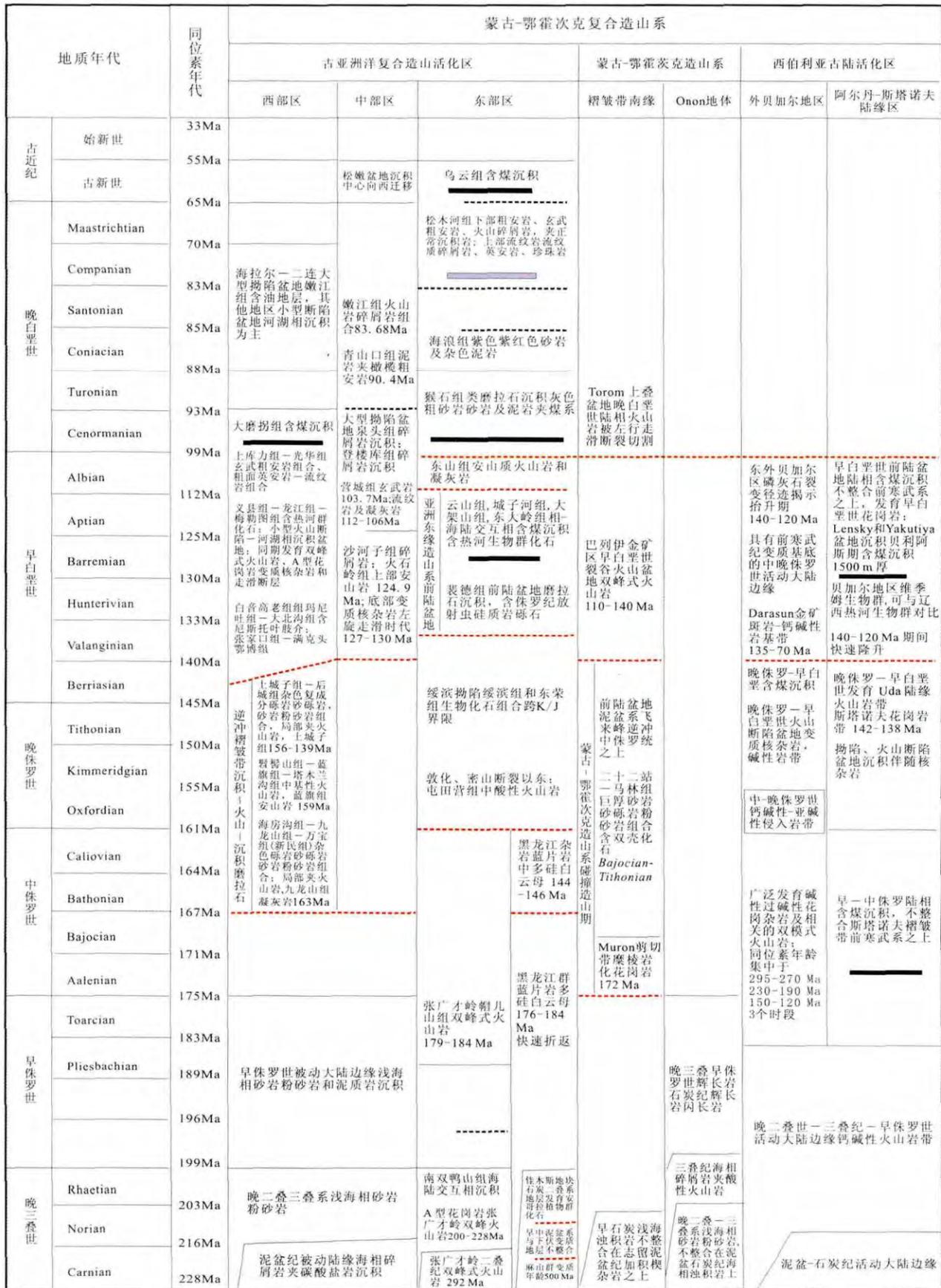


图 2b 东北亚活动大陆边缘重要构造事件对比图(之二)

Fig. 2b Correlation of the significant tectonic events in Northeastern Asian active continental margin (2 of 3)

塔尔群岛北侧发育二叠纪磨拉石沉积^[14],它们连同中国东北-蒙古地区广泛分布的晚石炭—二叠纪安哥拉植物群,说明这里经历了晚石炭—早二叠世前洋盆收缩与陆-陆碰撞.西西伯利亚低地巨大的裂谷系统^[20]及外贝加尔地区广泛发育的三叠纪碱性岩带(B.M. Jahnet al., 2009),揭示了晚古生代造山期后大陆地壳的伸展.晚古生代安哥拉植物群的广泛分布,揭示了西伯利亚古陆与蒙古-北中国陆块群之间的密切关联.显然,晚古生代的蒙古-鄂霍次克洋盆不宽,或更可能是一个向东开口的海湾.

西伯利亚板块的外贝加尔-斯塔诺夫隆起带南缘,发育宽阔的晚二叠世—早侏罗世钙碱性火山-深成岩带^[14],揭示了蒙古-鄂霍次克洋盆在晚二叠世—早侏罗世期间连续的向北俯冲.阿尔丹-斯塔诺夫褶皱带南雅库斯克的早-中侏罗至早白垩世陆相含煤沉积,不整合于太古宇-元古宇-寒武纪地层之上,其南侧发育向北的晚中生代逆冲构造,形成侏罗纪—早白垩世含煤断陷沉积盆地和中生代岩浆作用.南侧蒙古-北中国陆块群具有被动陆缘属性^[21](Mushnikov et al., 1966; Rutshtein, 1992).早二叠世和中-晚侏罗世两个时段的磨拉石沉积,被俄罗斯学者称为两次碰撞作用^[18].早期碰撞与古亚洲洋构造域演化有关,晚期碰撞与蒙古-鄂霍次克海湾的闭合有关.

距上黑龙江盆地北大约 120 km 的 Nyukzha 断陷盆地,由砾岩和砂岩夹泥岩层组成的白垩纪陆相含煤岩系(厚约 600 m)不整合于新太古代黑云片麻岩之上.最东段,蒙古-鄂霍次克带之上的 Torom 沉积盆地的晚三叠世(Carnian)—新生代沉积序列,显示了晚三叠世—中侏罗世和晚侏罗世—新生代为两个独立的构造发展阶段.

应当指出的是,在中侏罗世末—早白垩世初期,由于蒙古-鄂霍次克湾闭合,西伯利亚古陆南缘与蒙古-中国北部板块之间发生碰撞、褶皱-逆冲作用.在上黑龙江前陆盆地形成巨厚的中侏罗世前陆盆地陆相类磨拉石和含煤沉积^[22-27].早泥盆世的结晶灰岩、泥灰岩以飞来峰形式逆冲于前陆盆地的中侏罗世碎屑岩之上^[28].洛古河东发育早白垩世二长花岗斑岩、正长花岗斑岩和石英二长斑岩,花岗斑岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 129.82 ± 2.2 Ma, $\epsilon_{Nd}(t)$ 介于 -3.45 和 -2.64 之间,亏损地幔的 Nd 模式年龄介于 969~1131 Ma 之间,显示后碰撞花岗岩的岩石化学特征^[29].在华北古陆块北部燕山-大青山及其以北的东蒙古-兴安活

化区,普遍发育褶皱-逆冲作用,形成山前和山间断陷、拗陷和压陷盆地.沉积-火山-沉积磨拉石(或类磨拉石)及与这一时段构造背景有关的逆冲断层、飞来峰和花岗质侵入岩.火山-沉积磨拉石包括,中国冀北地区的九龙山组-髻髻山组-后城组,辽西地区海房沟组-蓝旗组-土城子组,大兴安岭地区万宝组(新民组)-塔木兰沟组-土城子组.蒙古-鄂霍次克造山系南部褶皱-逆冲带之宽,与深部地球物理研究揭示的蒙古-鄂霍次克褶皱带大规模向南逆冲^[30]的深部构造特征是一致的.

2.1.3 亚洲东缘复合造山系

亚洲东缘复合造山系(图 2c),由锡霍特-阿林-西南日本陆缘增生造山带(J-K₁)、萨哈林(库页岛)-北海道碰撞造山带和鄂霍次克-楚科奇、锡霍特-阿林陆缘火山-深成岩带构成.其中,锡霍特-阿林-丹波-美浓陆缘增生造山带向南延伸到琉球群岛,而萨哈林(库页岛)-北海道碰撞造山带则只发育在日本北海道以北的鄂霍次克海微板块与欧亚大陆边缘接触地段.

1) 锡霍特-阿林-西南日本陆缘增生造山带

锡霍特-阿林-西南日本陆缘增生造山带,包括锡霍特-阿林-丹波-美浓增生带(内带 J₂-J₃)和陶克哈-秩父-三波川陆缘增生带(外带 J₃-K₁),且主要由晚古生代—侏罗纪、晚侏罗世和早白垩世的蛇绿岩、绿片岩、硅质岩、灰岩、板岩、砂岩和泥岩组成的中生代增生杂岩构成,发育早白垩世 S 型花岗岩,并被早白垩世晚期浊积岩和白垩纪—新近纪火山岩覆盖.

Ishiwatari^[31]概述了日本-俄罗斯远东的蛇绿岩和蓝片岩问题,认为远东蛇绿混杂岩大部分平行欧亚大陆地块的东缘,沿北北东方向,从南向北分布在 Sergeevka, Kalinovka 和 Bikin 三个地区.其中, Sergeevka 变质辉长岩体是滨海边疆区最大的镁铁岩体,毗邻兴凯地块.变质辉长岩锆石 U-Pb 年龄为 528 ± 3 Ma, 闪长岩年龄为 504 ± 3 Ma^[32],花岗岩白云母 K-Ar 年龄为 529 Ma^[33],石榴角闪岩角闪石 K-Ar 年龄为 622 Ma, 变质辉长岩的角闪石 K-Ar 年龄在 430~470 Ma 之间(Tsujimori, 未发表).这些年龄与日本九州西部最古老的蛇绿岩 Nomo 岩块(583 Ma, Igi et al., 1979)、西南日本 Oeyama 蛇绿岩、北东日本 Miyamori 蛇绿岩的时代相当. Khanchuk 等^[32]认为它们形成于大陆边缘,不是蛇绿岩.但是,这些镁铁岩以推覆体形式出现在年轻蓝片岩和增生杂岩之上,构造位与锡霍

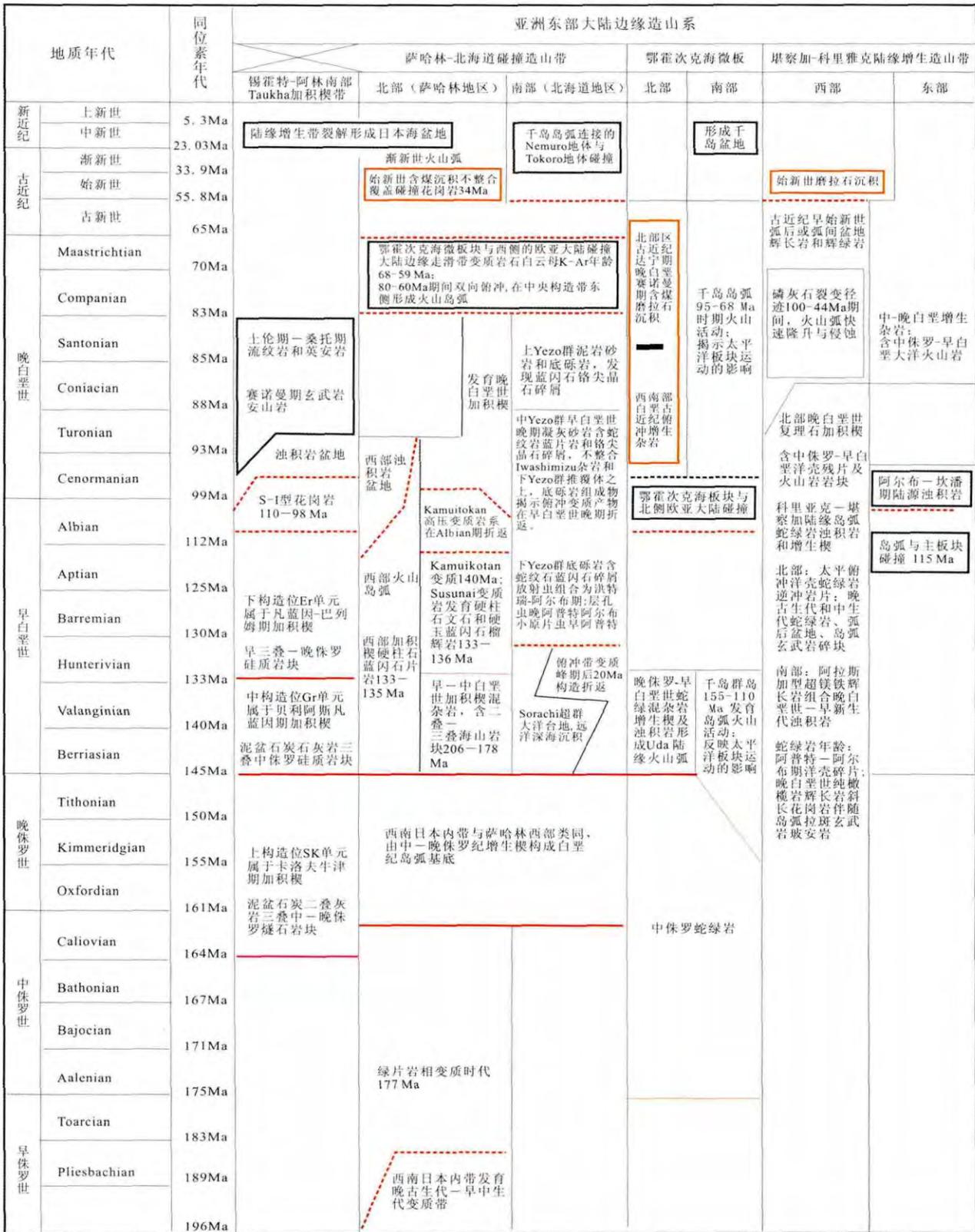


图 2c 东北亚活动大陆边缘重要构造事件对比图(之三)

Fig. 2c Correlation of the significant tectonic events in Northeastern Asian active continental margin (3 of 3)

特-阿林-丹波-美浓增生带的其他蛇绿岩相当, 可能是被肢解的蛇绿岩^[34]. 由于亚洲东缘增生造山带中所

有与俯冲有关的构造单元年龄都小于 500 Ma, 因此, 它们也可能代表 Rodinia 超大陆裂解时期形成的古洋

壳残片。

中—晚侏罗世增生杂岩是锡霍特—阿林陆缘增生带(内带)的构成主体,属强变形大洋板块组成的构造增生杂岩复合地体,外来岩块包含泥盆、石炭、二叠、三叠系和下侏罗统的灰岩、玄武岩或硅质岩片。I.V. Kemkin^[34]详细研究和对比了撒马卡(Samarka)、那单哈达—比金(Bikin)、哈巴罗夫斯克(Khabarovsk)和巴德扎尔(Badzhall)地体的组成和构造特征。其中,撒马卡地体沿布列亚—佳木斯—兴凯超地体东部边缘的北东带出露,从南滨海岸向下阿穆尔河右岸延伸达100 km宽。增生楔由不同厚度,不同岩相(陆源砂岩、粉砂岩、层状燧石、硅质泥岩和泥砾岩的俯冲混杂岩,少量玄武岩和辉长岩—超镁铁岩)的陡倾层状构造岩片组成。岩石被碎裂为透镜体,强烈片理化,沿岩片有时发育糜棱岩化。岩片内部有不对称褶皱,且褶皱常横卧,褶皱轴北东倾斜,北西翼缓倾。上部构造位的岩片出露于北西西,最下部岩片则出露于南东。其中,①底部岩片卡丁组(Katen)由早三叠世(Olenekian)到中侏罗世(Bathonian)燧石和碧玉、Bathonian—Callovian 硅质泥岩,晚侏罗世(Oxfordian—Tithonian)泥岩和黏土岩,向上为含砂岩的硅质夹层和砂岩组成,见薄层灰色燧石和晚三叠世(Norian)灰岩。②下部岩片布列夫卡(Breevka)组由中三叠世(Anisian)到中侏罗世(Aalenian—Bajocian)燧石、Bajocian 硅质泥岩, Bajocian—Bathonian 黏土和 Callovian 泥岩,及向上变薄的泥岩和砂岩组成。③中部岩片萨拉托福卡(Saratovka)组由晚二叠世燧石组成,在底部被中三叠世(Anisian)到早侏罗世(Pliensbachian—Toarcian)燧石覆盖,其上为中侏罗世(Aalenian—Early Bajocian)硅质泥岩和(Middle Bajocian—Late Bathonian)泥岩,及(Bathonian—Callovian)黏土岩和硅质岩,向上为浊积岩。④上部岩片阿姆巴—马泰(Amba-Matai)组由晚二叠世早期的燧石和碧玉,早三叠世(Olenekian)—早侏罗世(Pliensbachian)燧石和碧玉互层,早侏罗世(Late Pliensbachian—Early Toarcian)的硅质泥岩,早侏罗世(Toarcian)—中侏罗世(Aalenian)泥岩组成,中侏罗世(Bajocian—Bathonian)砂岩组成,底部为夹硅质岩和砂岩的粉砂岩。⑤顶部岩片为混杂岩,含石炭—二叠纪灰岩块、二叠和三叠纪—侏罗纪燧石、砂岩、玄武岩和辉长岩块体及其碎屑。中古生代的辉长岩和超镁铁岩(Kalinovka Formation)、玄武岩,经常与上覆的石炭纪—二叠纪碳酸盐岩和燧石、晚二叠黑色板岩

(Sebuchar Formation)、晚二叠绿灰色和暗橄榄色砂岩和砂泥岩(Udeka Formation)共生。不同地区杂岩的陆源和过渡层在构造与组成方面有微小区别。

那单哈达—比金地体的构造单元与撒马卡地体的构造地层单元基本可比(Ulitka 与 Katen 组, Ussuri 与 Breevka 组, Khor 与 Amba-Matai 组之间分别对应),大顶子山—坨窑山一带玄武岩具有海山属性;另外两个岩片在陆源组分中有镁铁质火山岩和古生代岩石碎屑的混杂岩。哈巴罗夫斯克地体的侏罗纪增生楔燧石—陆源层序,仅相当于萨玛卡和那单哈达—比金地体的下部单元。巴德扎尔地体是一个残留的侏罗纪增生楔,发育有晚二叠世、三叠纪和三叠纪—中侏罗世燧石,陆源沉积是中—晚侏罗世;西南部发现玄武岩与石炭—二叠纪灰岩和二叠纪燧石伴生,说明其具有与撒马卡地体相同的构造组成。

撒马卡上部构造位相关岩片与日本丹波—美浓—秋吉(Tamba-Mino-Akiyoshi)增生带的构造地层单元的构造、岩相、岩石组合,年龄约束及相关岩层中微体化石组合特征均可对比^[34],也伴有海山岩片(Yakuno 蛇绿岩)。西南日本的 Akiyoshi 带增生杂岩 260 Ma, Suo 带高压/低温变质增生杂岩 240 Ma, Ultra-Tanba 带高压、低温变质 220 Ma, Mino-Tanba 带增生杂岩 160 Ma^[35]。侏罗纪增生楔在堆叠形式、岩相及生物化石组合方面的相似性,说明它们是沿亚洲古太平洋边缘发育的统一大洋板块地层(OPS)俯冲增生杂岩系统。

晚侏罗世—早白垩世增生杂岩主要分布在锡霍特—阿林增生造山带(外带)东南,萨哈林(库页岛)—北海道碰撞带西部。该带向北与鄂霍次克海微板块北侧的晚侏罗世—早白垩世增生楔相连,向南与西南日本的秩父(Chichibu)—三波川(Sabagawa)增生带相连。在锡霍特—阿林地区,陶克哈(Taukha)增生楔主要由3个构造岩片组成。每个岩片都由硅质岩向上逐渐变为陆源岩石的海相沉积组分,并被滑塌堆积(Olitostrome)所替代。陶克哈增生楔形成于3个时期:晚侏罗世增生的泥盆—二叠纪海洋板块碎块,早白垩世 Berriasian—Valanginian 时期和 Valanginian—Barremian 时期增生的早三叠—晚侏罗世,及晚侏罗—早白垩世贝里阿斯期海洋板块碎块。陶克哈增生楔的早白垩世部分靠近海洋方向,与萨哈林(库页岛)—北海道碰撞带西部的早白垩世俯冲增生杂岩相连,那里的外来岩块也包含三叠—侏罗纪洋壳碎块。萨哈林岛晚白垩世增生杂岩

中含有三叠—侏罗纪大洋岩块, 早白垩世的角闪片岩、变质辉长岩、蛇纹混杂岩和硬柱石—蓝闪片岩 (133~135 Ma)^[36]。

西南日本三波川变质带(110~120 Ma)中, 由于发现了形成时代晚于三波川高压变质作用的增生楔 (90~80 Ma), 并受到 66~61 Ma 蓝片岩相变质作用影响, 因此, 将其命名为四万十(Shimanto)变质带。并分别划分出与早白垩世俯冲作用相关的深成岩基带、三波川高压变质带和加积楔, 与晚白垩世俯冲作用有关的深成岩基带、晚白垩世弧前盆地、四万十高压变质带和加积楔^[35, 37]。南秩父带延伸大约 1000 km, 含大量二叠—三叠纪的洋岛玄武岩, 三叠纪和侏罗纪的硅质 OPS。三波川增生带的加积楔形成于 130~140 Ma, 高压变质时代为 110~120 Ma。三宝山(Sambosan)地区, 洋岛玄武岩作为岩块、枕状熔岩角砾, 夹中三叠世燧石、灰岩“帽”下面是含中—晚三叠世牙形石、软体动物和珊瑚的洋岛玄武岩, 相关的燧石层含中三叠世到晚侏罗世、晚侏罗世—早白垩世放射虫^[35]。显然, 西南日本 MTL 以南的秩父带和三波川带可与锡霍特—阿林的陶克哈增生杂岩对比。

鄂霍次克海微板块北侧与欧亚大陆之间的增生杂岩, 与锡霍特—阿林—西南日本增生造山带外带类同, 主要由晚侏罗—早白垩世蛇绿混杂岩、增生楔及浊积岩盆地构成; 推覆体等重要变形事件的出现与晚侏罗—早白垩碰撞有关^[38]。也有学者认为, 鄂霍次克海微陆块与北侧欧亚大陆之间的碰撞事件发生于早白垩世晚期(Late Albian), 晚侏罗—早白垩世构造混杂岩被晚白垩世(Cenomanian)—古新世(Danian)含煤磨拉石不整合覆盖^[39], 磷灰石裂变径迹数据表明火山弧在 100~40 Ma 期间经历了快速隆升与侵蚀^[40]。

侵位于中国那单哈达加积楔的蛤蟆通 (131~115 Ma) 和太平村岩体(114~111 Ma)^[41], 侵位于俄罗斯 Bikin 加积楔的 Khungariisk 花岗岩 (131~105 Ma)^[42], 属同期 S 型花岗岩。撒马卡增生带的 S 型花岗岩与 I 型花岗岩共生, 主要形成于 130~123 Ma (Hauterivian—Barremian) 和 110~98 Ma (Albian—Cenomanian) 两个时段; 早期阶段主要为 S 型花岗岩, Nd 模式年龄大约 1.3 Ga; 晚期阶段的花岗岩类型多样化, 成分趋势从 S 型过度到 I 型, Nd 模式年龄 ≤ 1.2 Ga。早白垩世花岗岩岩石成分、微量元素和同位素特征, 与撒马卡杂岩和同时代辉长岩类同。早期阶段 S 型花岗岩形成于上地壳重融, 晚期阶段, 地幔岩浆侵入导致了下地壳深熔, 大洋

玄武岩参与壳/幔混融作用, 花岗岩从 S 型过渡到 I 型^[43]。这些花岗岩与早白垩世晚期含煤沉积, 揭示了锡霍特—阿林增生造山系的俯冲增生过程贯穿于中侏罗纪至早白垩世的 131 Ma 前; 早白垩世末—晚白垩世陆相和海陆交互相含煤盆地与晚白垩世—新近纪火山深成岩带属上叠构造。

2) 萨哈林(库页岛)—北海道碰撞造山带

萨哈林(库页岛)—北海道碰撞造山带位于鄂霍次克海微板块与锡霍特—阿林陆缘增生造山带之间。由于萨哈林(库页岛)岛是新生代鞑靼海峡裂谷作用而从亚洲大陆边缘分离, 因此, 在锡霍特—阿林地区的中—晚侏罗世—白垩纪俯冲增生杂岩和早古近纪构造也出现在萨哈林(库页岛)岛上, 只是在后期构造作用下变得相当凌乱。

萨哈林(库页岛)岛南部包括 Tonin-Aniva、Ozerskii 地体和 Susunai 变质带^[36]。Tonin-Aniva 地体主要为侏罗—白垩纪海山残留块体、早—中白垩世混杂岩、滑塌堆积和中白垩世复理石。北部则出露二叠—三叠纪古洋壳拉班玄武岩和超镁铁岩块体, 及白垩—古近纪岛弧岩系和浊积岩。古洋壳岩石经历了侏罗纪—早白垩世时期绿片岩和蓝片岩相变质作用(177 Ma、133~136 Ma), 该变质带纵向向南延伸到北海道 Kamuikotan 带。萨哈林(库页岛)东部为 Campanian—古近纪岛弧碎块, 它们与白垩纪海洋板块的碎块一起, 从鄂霍次克海板块逆冲到萨哈林构造带之上; 叠瓦状逆冲的基性—超基性岩带分隔了早期属于鄂霍次克海板块的白垩纪洋壳。萨哈林(库页岛)中部的蛇绿混杂岩、绿片岩和蓝片岩的变质作用年龄(109 Ma 和 120 Ma)与北海道发育的花岗闪长岩带高温变质作用时代 (110~120 Ma) 相当。萨哈林(库页岛)东南部的 Susunai 群被认为是日本北海道日高变质带的北延部分, 变质岩白云母 K—Ar 年龄为 68~59 Ma^[44]。北海道的重要构造事件出现于晚侏罗世末—早白垩世期间, 鄂霍次克海微板块与欧亚大陆之间的碰撞发生比经典模式提出的时间要早^[38]。V.S. Rozhdstvensky(1986)认为, 东、西萨哈林(库页岛)岩石组合被缝合带分隔, 蛇绿混杂岩、滑塌堆积带和绿片岩、蓝片岩变质带叠加在这个两个带上。变质带出现在缝合带片岩和弱变质沉积之间, 变质作用级序从沸石—绿帘石相, 逐渐变为葡萄石—绿帘石相、蓝片岩和蓝片岩相。变质岩石含蓝闪石、硬柱石、文石和硬玉。变质岩给出 3 组 K—Ar 测年数据: 206~178 Ma; 100 Ma 和 77~55 Ma。前面两组为角闪岩、绿色片岩和蓝片岩,

与俯冲和深埋的蓝片岩变质作用对应；而晚白垩世—古新世的变质作用以绿泥石—钠长石—绢云母片岩为特征，其成因可能与古近纪—新近纪造山轴带的地温梯度上升及花岗岩侵入有关。萨哈林（库页岛）—北海道属晚中生代—早新生代碰撞造山带，其形成与鄂霍次克微板块与欧亚大陆边缘增生带之间的碰撞有关。

北海道碰撞带西部 Osima 地体的构成与锡霍特—阿林带增生杂岩类同。北海道日高构造带轴部地区由 Yezo 群浊积岩、Sorachi 群俯冲杂岩和白垩纪—古近纪变质的 Kamuikotan 地体构成。依据区域地质构造特点，北海道可以划分为西部、中部和东部北海道 3 部分。西部北海道属于本州构造单元的北延伸部分，由白垩纪花岗岩侵入的侏罗纪增生杂岩构成，属锡霍特—阿林—西南日本增生造山带一部分。东部北海道由晚白垩世—古近纪千岛弧—沟沉积构成。中部北海道构成复杂，有 2 个俯冲增生弧—沟系统：西部（Sorachi-Yezo 带、Idonnappu 带和日高带）是晚侏罗世—白垩纪的向西俯冲系统，东部（Tokoro 带）是白垩纪的向东俯冲系统（Kazunori Arita et al., 1998）。

应当指出，北海道碰撞带前弧盆地早白垩世（Hauterivian—Early Albian）的下、中 Yezo 群浊积岩不整合在 Sorachi 俯冲杂岩和 Kamuikotan 变质带之上，其底砾岩中含大量的蛇纹岩、铬尖晶石和蓝闪石碎屑，揭示了这一时期陆缘俯冲变质带的折返，无增生或弱增生的大地构造背景^[45]。这与东亚早白垩世大陆边缘性质转换及地壳大规模伸展活动时段对应^[46]。

西南日本的四万十增生带加积楔形成于晚白垩世（80 Ma），蓝闪石变质时代为 70~60 Ma^[35]。该增生带北延，与北海道晚白垩世碰撞带西部单元相连。俯冲加积楔的主要构造—变质和岩浆事件与萨哈林（库页岛）—北海道碰撞带的构造事件大致同期。

3) 鄂霍次克—楚科奇、锡霍特—阿林陆缘火山—深成岩带

鄂霍次克—楚科奇、锡霍特—阿林陆缘火山—深成岩带的形成，与库拉、伊泽纳奇洋盆消减，鄂霍次克海微板块与欧大陆边缘碰撞，及大陆边缘走滑作用有关。其中，鄂霍次克—楚科奇陆缘火山—深成岩带属早白垩世晚期—晚白垩世大陆边缘的安第斯型火山带，它叠加在威尔霍扬斯克—楚科奇复合造山系及南缘的晚侏罗—早白垩世 Uda-Murgal 火山弧之上，其面积超过 500 000 km²。在宏观尺度，可以看出晚侏罗—早白垩世的 Uda-Murgal 陆缘火山弧及晚白垩世的鄂霍次克—楚

科奇陆缘火山带，与威尔霍扬斯克—楚科奇造山系的主体构造线走向明显呈截接叠加关系。火山岩年代学数据表明，鄂霍次克—楚科奇带的大部分火山岩形成于晚白垩世（Coniacian-Santonian-Campanian）74~85 Ma，钙碱性火山岩形成于 80~85 Ma，封盖玄武岩喷出于 74~77 Ma^[47]。

应当指出，鄂霍次克海微板块向北俯冲，乌达—马加尔（晚侏罗世—白垩纪）和鄂霍次克—楚科奇（白垩纪）火山—深成岩带的发育，显示这一时期在南太平洋地区发生了重大的板块动力学事件。这一事件导致了鄂霍次克海微板块的向北运动和中国东部大陆边缘走滑断层的普遍发育。

锡霍特—阿林火山—深成岩带沿鞑靼海峡西岸分布，北东延伸 1500 km，宽 100 km。依据岩浆岩特征分为 4 个组合：近断裂盆地玄武岩和安山岩（Cenomanian），流纹岩和英安岩（Turonian—Santonian），火山锥和火口相过碱性喷出岩（Maastrichtian—Danian），双峰式火山岩（Paleogene）。锡霍特—阿林火山带与鄂霍次克—楚科奇火山带的安山和流纹岩岩石地球化学特征及起源具有相似性^[14]。根据鄂霍次克—楚科奇火山深成岩带与锡霍特—阿林火山深成岩带在形成时代、岩浆起源及大地构造背景方面的相似性，可认为它们的主体构成晚白垩世—古近纪大陆边缘火山岩带，反映了鄂霍次克海微板块在晚白垩世早期向北和向西的俯冲活动。唯一的区别是，大陆边缘走滑作用导致锡霍特—阿林火山—深成岩带岩浆组方向碱性方向转化（出现双峰式火山岩）。

3 东北亚活动大陆边缘晚中生代—新生代弧—盆系

东北亚活动大陆边缘晚中生代—新生代弧—盆系，包括晚中生代—新生代堪察加—千岛弧和日本列岛弧东缘增生带，及新生代千岛盆地、鞑靼海槽、日本海盆地和冲绳海槽（裂谷）带。

3.1 堪察加—千岛弧、日本岛弧东缘增生带

3.1.1 堪察加—千岛弧东缘增生带

堪察加—千岛东缘增生带由岛弧地体与洋内弧叠置构成，由东向西依次为东堪察加火山带、中堪察加火山带、西堪察加岛弧地体和西北部的堪察加—克利亚克火山深成岩带。其形成与库拉洋板块和 Vetlovka 小洋盆俯冲消减及岛弧地体间的碰撞有关^[48]。

堪察加半岛西北部 Omgon 岭地区主要由包裹侏罗—白垩纪洋壳残片的中晚白垩世叠瓦状复理石增生

楔构成。混杂岩中含有中侏罗—早白垩世形成于洋盆或边缘海环境的火山岩。大陆边缘堆积富含石英碎屑物的陆源浊积岩(Albian-Campanian)含洋壳组分。增生楔形成于古太平洋板块(或伊泽纳奇)在欧亚大陆边缘的俯冲,并导致鄂霍次克—楚科奇火山带形成。磷灰石裂变径迹测年数据记录了冷却时间和地块侵蚀,并指出叠瓦构造完成于 Maastrichtian(大约 70 Ma)。由于 Omgon 增生楔形成的地球动力学背景及时代,与 Yanranai(科里亚克北部)、Tonino-Aniva(萨哈林南部),及日高(日本北部)和四万十带(日本西南)的形成年代、岩相及构造环境相似,说明堪察加半岛西北部 Omgon 增生楔是中—晚白垩世沿古欧亚大陆边缘俯冲带的一部分^[49]。

西部堪察加弧和中部堪察加弧之间的碰撞发生于晚白垩世,主要的不整合出现于 Maastrichtian 和始新世时期。西部和中部弧分别含中侏罗—早白垩世(Cenomanian)和晚白垩世(Cenomanian-Turonian)的不整合和底砾岩,以及 Aptian-Maastrichtian 和 Campanian-Paleocene 期非海相和浅海相碎屑岩沉积。中部堪察加弧东部发育 Albian-Maastrichtian 期洋壳和深海沉积,渐新世非海相或浅海碎屑岩沉积。东堪察加弧由古新世—始新世洋壳和深海沉积构成,东堪察加弧与东部半岛结合带的不整合为中新生世^[45]。目前,对堪察加弧—弧碰撞及俯冲作用时期存在两种意见:1)俯冲作用发生于古新世—始新世^[50];2)俯冲发生于晚白垩世,弧—弧碰撞和侵蚀作用发生于早古新世^[51]。

千岛群岛属于堪察加—千岛弧东缘俯冲增生系统的南延部分^[52],由大岛弧、弧间槽和小岛弧组成。大岛弧由新生代火山和火山沉积岩组成,地壳厚达 30~35 km,由捕虏体判断基底由变质岩、结晶片岩、角岩、辉长岩、闪长岩和斜长花岗岩组成。弧间槽的地壳厚度为 15 km。海底火山由第四纪玄武岩、安山—玄武岩及安山熔岩组成。小岛弧主要由晚白垩世建造组成,基底由来自外来板块的带状辉长岩、辉长—苏长岩和蛇纹岩化橄榄岩组成,顶部岩墙发育。

弧间槽与两个弧之间为断裂接触,槽宽 45~60 km,沉积物中丰富的火山岩与裂谷作用有关。组成千岛岛弧的安山玄武岩和安山岩,属弱含钾钙碱性系列和玄武岩,岩石化学参数接近拉斑玄武岩。岩浆源位于太平洋板块俯冲带的上方,以地幔底劈进入千岛岛弧

的弧间槽地壳。值得注意的是,已发表的年代学数据说明千岛群岛在 155~110 Ma 和 95~68 Ma 两个时段就发育强烈的岛弧火山活动,说明今太平洋板块在晚侏罗世末—早白垩世、晚白垩世期间,就持续向西北俯冲^[53],并驱动鄂霍次克海微板块向北漂移—俯冲,与欧亚大陆东部边缘碰撞。上述特征是将堪察加—千岛弧确定为晚白垩世—中新世以来岛弧增生带的主要依据。

自晚中新世,由于太平洋与千岛弧之间的相互作用,千岛前弧板条沿千岛海沟向西平移,开始与北海道发生碰撞^[54-55]。

3.1.2 日本岛弧东缘增生带

日本岛弧东缘增生带构成较为复杂,以 ISTL 为界,北东日本岛弧与太平洋板块之间以日本海海沟为界;西南日本岛弧与菲律宾海板块之间以南海海沟为界;南部的琉球岛弧与菲律宾海板块之间以琉球海沟为界。其中,北东日本岛弧东缘增生带是古、今太平洋板块与欧亚大陆边缘之间相互作用产生的俯冲增生带,其间以日本海沟为界。由于太平洋“冷”板块下插,沿日本海沟主要表现为构造侵蚀作用,增生杂岩相当少^[35]。

西南日本岛弧东缘增生带由古太平洋、菲律宾海板块与欧亚大陆边缘之间相互作用产生的俯冲增生带组成。晚中生代西南日本四万十增生带是古太平洋板块^[35]与东亚大陆边缘在晚白垩世期间相互作用的产物,向南延伸到琉球群岛。古新世以来的增生杂岩系统分布于四万十带东侧,沿南海海沟西侧发育。

西南日本与琉球群岛相连接,岛链上最老的岩石以八重山变质岩为代表,由蓝片岩相蓝片岩、硅质片岩、变辉长岩,以及变质程度较低的枕状熔岩和玄武质碎屑岩组成。八重山变质岩的时代可同西南日本内带的高压变质带对比。北、中琉球的四万十超群则是西南日本列岛外带的南延部分,始新世火山活动仅发育在南琉球^[56]。

3.2 千岛盆地、鞑靼海槽、日本海和冲绳海槽——新生代弧后盆地(裂谷)系

东北亚活动大陆边缘新生代陆缘盆地(裂谷)系,主要指由海洋板块与东北亚活动大陆边缘之间相互作用形成的弧后(拉张或裂解)盆地和海槽系统。

3.2.1 千岛盆地

千岛盆地位于鄂霍次克海微海板块东南部,鄂霍次

克海板块深部结构分为:1)大陆型地壳,2)次大陆型地壳,3)次大洋型地壳和4)大洋型地壳四种类型^[57]。千岛盆地实为弧后边缘海中的洼地。在平面上它是一个向北东缩小的楔形,其轮廓由3000 m等深线圈定,平均深度3200 m。源于火山物质的沉积层厚度大于4000 m。盆地下面为6.4~6.8 km/s地震波速的洋壳第三层,盆地中部地壳厚达5 km,高热流是盆地的特点。沉积层被分成两个组合,上部为上新统一第四系,厚度大约800~1000 m;下部组合沉积物厚达3000 m。Akademii Nauk Elevation地区的拖网样显示,千岛盆地北坡是由钙碱性系列岩浆岩组成,K-Ar年龄为白垩纪。火山岩的Sr-Nd-Pb同位素分析证明基底可能是大陆地壳的变薄,基底地球物理特征显示其复杂性;上新世—更新世火山沉积物覆盖于火山构造之上。Akademii Nauk Elevation南部斜坡,地球物理学家海山(Geophysist Seamount)的火山位于千岛盆地的北东大约3200 m深处,以上新世安山—玄武岩、安山岩和英安岩为代表^[58]。

千岛盆地形成于古近纪晚期—早渐新世初,伴随同期火山岩形成海相沉积。千岛盆地的次海洋型地壳一般为24~12 km厚。上部沉积层中的构造断层深达上地幔,异常带低速层(7.0~7.5 km/s)类似岩浆源的软流圈底劈。电、磁研究证明千岛盆地下面存在局部熔融区。千岛盆地的深部构造研究说明地壳厚度接近10 km。软流圈底劈柱接近地壳^[53,58]。根据地震资料,裂谷或扩张构造在千岛盆地中部明显^[59],裂谷位于盆地扩张中心,千岛盆地与日本海盆地的特征类似。

3.2.2 日本海盆地和鞆鞆海峡

日本海盆地和鞆鞆海峡属于拉分盆地,是始新世—中新世初在东亚大陆边缘中生代增生造山带基础上发育的裂谷构造。由于日本海盆地和边缘地壳伸展,导致日本微陆块陆缘增生带和西萨哈林带从亚洲大陆分离。在晚中新世早期开始扩张,伴随海洋边缘地壳的形成,盆地边缘之下是延伸的大陆地壳。

鞆鞆海峡也是裂谷构造,位于锡霍特—阿林和西萨哈林山脉中生代构造之间,裂谷对应的软流圈上涌与地壳伸展相关。裂谷接近50 km宽和4 km深,由厚约8~10 km的中—新生代沉积建造组成。鞆鞆海峡裂谷区的地震震源较浅。根据地质和地球物理资料,海槽的沉积层可以分为4个构造组合,相互之间由区域平行不整合、不同构造组合和地球物理特点区分。这4个

组合分别为:上白垩统、古近系、渐新统一下中新统和中中新统一第四系。

日本海盆地的磁场异常资料研究揭示,裂谷位于日本海深海盆地扩张中心北部。扩张过程从25 Ma延续到15 Ma,伴随玄武岩喷发。由于裂谷的形成,位于鞆鞆海峡中部的Moneronskiy隆起伴随区域玄武岩火山作用,溢流火山岩的化学成分表明喷出岩属于拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩类。始新世到中新世期间,沿萨哈林—北海道的右旋走滑^[60]及菲律宾海板块的向北俯冲^[35,61],导致日本海盆地的张开。

3.2.3 冲绳海槽

冲绳盆地是中新世—上新世早期期间,在欧亚大陆边缘拉张形成的年轻弧后盆地,基底结构复杂^[62],其形成伴随地壳减薄、构造活动和高热流。地震调查显示海槽有3个分层:更新世—全新世的A层(北薄南厚),上新世的B层(南薄北厚)和C层(基底)^[63]。冲绳海槽莫霍面深度在15~23 km深处,属过渡型地壳。海槽的南、北段,在地壳结构、海底热流和火山作用等方面都有差异。南段地壳薄,不超过17 km,火山作用显著,构造破坏和地形起伏都较大。冲绳海槽的南段是典型的弧后盆地。冲绳海槽的形成经历了隆起阶段、岩石圈裂谷阶段和地幔上涌^[64]。

冲绳海槽南部的基底可能是八重山群岛出露的同一岩石组合。在晚中新世之前,冲绳海槽的北部和中部是由白垩纪花岗岩和更老的岩石组成的隆起区,其地质状况类似于日本西南列岛内带。自晚中新世以来,冲绳海槽开始发展;上新世以来,在琉球群岛相继发育了小型狭长地堑;第四纪以来,冲绳海槽内的中央裂谷作用开始活动^[65]。

4 东北亚中生代活动大陆边缘构造演化时段划分

纵观东亚活动大陆边缘构造格架的分布,具有宏观东西分带,南北分区(段)的特点;大陆地壳构造演化,具有以欧亚古陆为核心向东不断增长的平面特征。根据东北亚区域地质和主要构造—岩浆事件的对比分析,东北亚中生代活动大陆边缘构造演化可以分为5个发展时段。

4.1 晚二叠—早侏罗世(前造山期)

东北亚地区主要表现为前造山期的大陆边缘沉积,早期裂解于古陆块体之间形成盆地沉积(T—J₁);西伯利亚南缘表现为活动大陆边缘(P₂—J₁);蒙古—北

中国陆块群北缘表现为被动大陆边缘(P_2-J_1)。

4.2 中-晚侏罗—早白垩世初(Valanginian)(主要表现为洋盆消亡、闭合,陆块之间碰撞造山)

1)北部区段:威尔霍扬斯克-楚科奇复合造山系;柯雷马-阿玛隆超地体碰撞拼合(J_2-J_3),叠加早白垩世构造-岩浆作用(J_3-K_1),形成威尔霍扬斯克褶皱-逆冲带(J_2-J_3);北美大陆与欧亚大陆之间碰撞(K_1),并形成新西伯利亚-北楚科奇褶皱-逆冲带(J_3-K_1)。勒拿河前陆盆地(J_2-K_1)与威尔霍扬斯克-楚科奇复合造山系同步发展。

2)中部区段:西部地区,蒙古-鄂霍次克复合造山系,形成外贝加尔地区碱性岩带(T_3-J_1)和活动大陆边缘火山-深成岩带(P_2-J_1),斯塔诺夫陆缘构造-岩浆活化带(J_1-K_1);西伯利亚与蒙古-北中国板块之间碰撞($J_{2末}-K_{1初}$),形成蒙古-兴安、冀北-辽西褶皱-逆冲带,沉积-火山-沉积磨拉石-类磨拉石($J_{2末}-K_{1初}$)。东部地区,伊泽纳奇、库拉洋板块和太平洋板块在欧亚大陆边缘俯冲,形成锡霍特-阿林陆缘增生造山带(J_2-K_1),堪察加-千岛陆缘增生带同期发展(K_1)。

3)南部区段:西南日本晚古生代—早中生代增生带东侧,形成丹波-美浓陆缘增生带(J_{2-3})内带和秩父-三波川陆缘增生带(K_1)外带。

4.3 早白垩世中晚期(Barremian-Early Albian)(主要表现为造山期后,东北亚大陆地壳的向东伸展;东亚大陆东部为转换边缘,以大陆边缘走滑断裂发育为特点)

南太平洋发生板块动力学重大事件,鄂霍次克海微板块快速向北漂移,鄂霍次克海板块北侧形成俯冲加积楔(J_3-K_1),北亚克拉通边缘形成上叠乌达-马加尔陆缘火山岩带(J_3-K_1),鄂霍次克海微板块与北侧欧亚板块发生碰撞(K_1),萨哈林-北海道高压变质带折返到地表(K_1),东亚大陆边缘发育大规模走滑断层(134~110 Ma),锡霍特-阿林带发育S型(131~123 Ma)和S-I型花岗岩(110~98 Ma),连同萨哈林-北海道俯冲带的弱或无增生,揭示东亚大陆边缘可能为转换边缘(Hauterivian-Albian)。

在东北亚造山期后地壳伸展及东部大陆边缘性质转换的构造背景下,东北亚活动大陆边缘陆缘活化带的北区、中区和南区,广泛发育伴随伸展构造、走滑断层、断块化、小型断陷盆地、A型花岗岩和流纹岩、双峰式火山岩和变质核杂岩^[46]。

4.4 早白垩世晚期(Late Albian)—古新世(主要表现为鄂霍次克海微板块与东亚大陆边缘间的碰撞)

鄂霍次克海微板块向北—北西俯冲,在北亚克拉

通南部边缘乌达-马加尔陆缘火山带(J_3-K_1)基础上,叠加发育鄂霍次克-楚科奇陆缘火山-深成岩带(Cenomanian-Santonian-Campanian),锡霍特-阿林火山-深成岩带(Cenomanian-Danian)及双峰式火山岩(古近纪),鄂霍次克微板块与欧亚大陆边缘沿萨哈林-北海道发生碰撞造山(100 Ma、77~55 Ma);同期,科里亚克-堪察加陆缘增生造山带快速隆升(100~40 Ma)。

4.5 始新世—中新世以来(主要表现为东亚大陆边缘弧-盆系和陆缘盆-岭系)

由于太平洋板块与鄂霍次克海微板块之间的相互作用,在鄂霍次克海微板块之上形成千岛洼地(始新世—渐新世),陆缘裂解形成鞑靼海槽(新近纪);同期,伴随大陆边缘走滑和菲律宾海板块向北和西北俯冲,在东亚大陆边缘侏罗—白垩纪增生带基础上,拉张形成日本海盆地(始新世—中新世)和冲绳海槽(中新世—第四纪)。在东北亚大陆边缘活化区早白垩世陆缘盆-岭系(Late Albian-Cenozoic)基础上,发育新生代渤海陆缘裂谷(古新世—上新世)。

这些弧后盆地与陆缘岛弧一起,构成东亚大陆边缘新生代弧-盆系和陆缘盆-岭系。

致谢: 本文是以全国矿产资源潜力评价项目综合研究期间编写的东北亚活动大陆边缘晚三叠世以来板块构造演化特征综合研究报告为基础编写的。成文后,承蒙任纪舜院士审阅了文稿,并提出宝贵的建议,在此一并感谢。第一作者并以此文,祝恩师杨振生教授85岁寿辰,身体安康。

参考文献:

- [1] Tectonics Observatory, California Institute of Technology. Plate tectonic divergent, convergent, and transform boundaries [M]. 2009.
- [2] CGMW. 1:12 500 000 The structural map of Eastern Eurasia [M]. 2008.
- [3] 李廷栋 编. 1:500 万亚欧地质图[M]. 北京:地质出版社,1997.
- [4] Bird P. An updated digital model of plate boundaries [J]. An Electronic Journal of the Earth Sciences, 2003, 4(3).
- [5] REN Ji-shun, ed. International geological map of Asia [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2013.
- [6] 地球科学大辞典基础科学卷[M]. 北京:地质出版社,2006:901.
- [7] 任纪舜. 中国大地构造研究的新进展——从全球看中国大地构造 [EB/OL]. <http://www.doc88.com/p-159558623895.html>.
- [8] Parfenov L M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kloyma Mesozoides in the context of plate tectonics [J]. Tectonophysics, 1991, 199: 319-342.
- [9] Oxman V S. Tectonic evolution of the Mesozoic Verkhoyansk-Kolyma belt (NE Asia) [J]. Tectonophysics 2003, 365: 45-76.

- [10] Sokolov S D, Bondarenko G Y, Morozov O L, et al. The South Anyui collision suture zone (NE Asia): Tectonic evolution and correlations of tectonic events in the eastern Arctic [J]. *Journal of Czech Geological Society*, 2000, 45: 3-4.
- [11] Van der Beek P, Delvaux D, Andriessen P, et al. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia [J]. *Journal of the Geological Society, London*, 1996, 153(4): 515-523.
- [12] Parfenov L M, Popeko L I, Tomurtogoo O. Problems of tectonics of the Mongolia-Okhotsk orogenic belt [J]. *Geol Pac Ocean*, 2001, 16: 797-830.
- [13] Kurilenko A V, Kulkov N P. A proposed crinoid zonation of the Devonian deposits of eastern Transbaikal [J]. *Bulletin of Geosciences*, 2008, 83(4): 461-472.
- [14] Karsakov L P, ZHAO Chun-jing, Malyshev Y F, et al. Tectonic, deep structure, metallogeny of the Central Asian-Pacific belts junction area: Explanatory notes to the tectonic map scale of 1:500,000 [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 213.
- [15] Thomas K K, YIN An, Batulzii D, et al. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey Basin, north-central Mongolian: Implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia [J]. *Tectonophysics*, 2008, 451: 290-311.
- [16] Dorjsuren B, Bujinlham B, Minjin C, et al. Geological settings of the Ulaanbaatar terrane in the Hangay-Hentey zone of the Devonian accretionary complex, Central Asian Orogenic belt [M]. *Guidebook, IGCP 480, Mongolia*, 2006: 39-42.
- [17] Nakane Y. Geological division of the rocks at southeast of Ulaanbaatar (Gachuurt-Nalaikh), central Mongolia [J]. *Bull Nagoya Univ Museum*, 2012, 28: 19-26.
- [18] Tomurtogoo O, Windley B F, Kroner A, et al. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, Central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogeny [J]. *J Geol Soc London*, 2005, 162: 125-134.
- [19] Zorin Y A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia [J]. *Tectonophysics*, 1999, 306: 33-56.
- [20] USGS. Petroleum geology and resources of the West Siberian Basin, Russia [J]. *U.S. Geological Survey Bulletin 2201-G*, 2003.
- [21] Zonenshain L P, Kuzmin M I, Natapov L M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR (Tectonics of lithosphere plates in the USSR territory)* [M]. Moscow: Nedra, 1990.
- [22] 孙广瑞, 刘旭光, 韩振哲, 等. 上黑龙江盆地中上侏罗统二十二站群的地层划分与时代 [J]. *地质通报*, 2002, 21(3): 150-155.
- [23] 辛仁臣, 吴河勇, 杨建国. 漠河盆地上侏罗统层序地层格架 [J]. *地层学杂志*, 2003, 27(3): 199-204.
- [24] 李锦轶, 和政军, 莫申国, 等. 大兴安岭北部秀峰组下部砾岩的形成时代及其大地构造意义 [J]. *地质通报*, 2004, 23(2): 120-129.
- [25] 和钟铎, 刘招君, 郭宏伟, 等. 漠河盆地中侏罗世沉积源区分析及地质的意义 [J]. *吉林大学学报 地球科学版*, 2008, 38(3): 398-404.
- [26] 侯伟, 刘招君, 何玉平, 等. 漠河盆地上侏罗统沉积特征与构造背景 [J]. *吉林大学学报 地球科学版*, 2010, 40(2): 286-297.
- [27] 肖传桃, 叶明, 文志刚, 等. 漠河盆地额尔齐斯河群古植物群研究 [J]. *地学前缘*, 2015, 22(3): 299-309.
- [28] 曲关生. 黑龙江省岩石地层 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997: 42-150.
- [29] 武广, 陈衍景, 赵振华, 等. 大兴安岭北端洛古河东花岗岩的地球化学、SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和岩石成因 [J]. *岩石学报*, 2009, 25(2): 233-247.
- [30] Zorin Y A, Mordvinova V V, Turutanov E K, et al. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: Receiver function data and their possible geological implication [J]. *Tectonophysics*, 2002, 359: 307-327.
- [31] Ishiwatari A, Tsujimori T. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis [J]. *The Island Arc*, 2003, 12: 190-206.
- [32] Khanchuk A I, Ratkin V V, Ryazantseva M D, et al. Geology and mineral deposits of Primorskiy Krai [M]. 1996: 61.
- [33] Mishkin M A, Lelikova E P, Ovcharek E C. New evidence of metamorphic rocks on the Japan Sea coast of southern Primorye [J]. *Doklady Akademii Nauk*, 1970, 190: 1426-1429 (in Russian).
- [34] Kemkin I V. Structure of terranes in a Jurassic accretionary prism in the Sikhote-Alin-Amur area: Implications for the Jurassic geodynamic history of the Asian eastern margin [J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, 49: 759-770.
- [35] Isozaki Y, Aoki K, Nakama T, et al. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands [J]. *Gondwana Research*, 2010, 18: 82-105.
- [36] Zharov A E. South Sakhalin tectonics and geodynamics: A model for the Cretaceous-Paleogene accretion of the East Asian continental margin [J]. *Russian Journal of Earth Sciences*, 2005, 7: 1-31.
- [37] Aoki K, Maruyama S, Isozaki Y, et al. Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous-Paleogene tectonics in Japan [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 42: 355-369.
- [38] Jolivet L, Cadet J P, Lalevee F. Mesozoic evolution of Northeast Asia and the collision of the Okhotsk microcontinent [J]. *Tectonophysics*, 1988, 149: 89-109.
- [39] Hourigan J K, Akinin V V. Tectonic and chronostratigraphic implications of New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia [J]. *Geological Society of America*, 2004, 116: 637-654.
- [40] Garver J I, Solovier A V, Bullen M E, et al. Towards a more complete record of magmatism and exhumation in continental arc, using detrital fission-track thermochrometry [J]. *Phys Chem Earth (A)*, 2000, 25(6/7): 565-570.

- [41]程瑞玉, 吴福元, 葛文春, 等. 黑龙江省东部饶河杂岩的就位时代与东北东部中生代构造演化[J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 353-375.
- [42]Maximova Z V, et al. Petrology and isotopic systematic of Khungariisk granites as a key to the history of Early Cretaceous collision in the Sikhote Alin fold belt, Far Eastern Russia [C]. ICAM-94 Proceedings: Gneiss & Granitic Domes.
- [43]Kruk N N, Simanenkov V P, Gvozdev V I, et al. Early Cretaceous granitoids of the Samarka terrane (Sikhote-Alin): Geochemistry and sources of melts [J]. Russian Geology and Geophysics, 2014, 55: 216-236.
- [44]Gouchi N, Omata M, Katoh T, et al. K-Ar Age of white mica fractionation from the Susunai metamorphic rocks in Sakhalin, Far East Russia [J]. Jour Fac Sci, Hokkaido Univ (Ser. IV), 1992, 23(2): 281-286.
- [45]Yoshida K, Iba Y, Taki S, et al. Deposition of serpentine-bearing conglomerate and its implications for Early Cretaceous tectonics in northern Japan [J]. Sedimentary Geology, 2010, 232: 1-14.
- [46]ZHANG Yun-ping. Main characteristics of Late Jurassic-Cretaceous tectonic framework in Northeast Asia [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2011, 41(5): 1267-1284.
- [47]Sokolov S D, Bondarenko G Y, Layer P W, et al. Kravchenko-Berezhnoy, South Anyui suture: Tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events [C]. Stephan Mueller Spec Publ, Ser. 4, 2009: 201-221.
- [48]Konstantinovskaia E A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: An example from Kamchatka (NE Russia) [J]. Tectonophysics, 2001, 333: 75-94.
- [49]Soloviev A V, Garver J I, Ledneva G. Cretaceous accretionary complexes related to Okhotsk-Chukotka subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 27: 437-453.
- [50]Pechersky D M, Leashova N M, Shapiro M N, et al. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: The motion of an active island arc [J]. Tectonophysics, 1997, 273: 219-237.
- [51]Ledneva G V, Garver J I, Shapiro M N, et al. Provenance and tectonic setting of accretionary wedge sediments on northeastern Karaginski Island (Kamchatka, Russian Far East) [J]. Russian Journal of Earth Sciences, 2004, 6(2): 105-132.
- [52]Avdeiko G P, Savelyev D P, Palueva A A, et al. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kanchatka-Aleutian junction volcanism and subduction [C]. The Kamchatka Region Geophysical Monograph Series, 2007: 172.
- [53]Gnibidenko H S, Svarichevsky A S. Tectonics of South Okhotsk deep-sea basin [J]. Tectonophysics, 1984, 102: 225-244.
- [54]Kimura G. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril Arc [J]. Rep Inst Kuroshio Sphere, Kochi Univ, 1989, 4: 37-44.
- [55]Kurashimo E J, Iwasaki T, Hirata N, et al. Crustal structure of the southwestern margin of the Kuril arc sited in the eastern part of Hokkaido, Japan: Inferred from seismic refraction/reflection experiments [J]. Earth Planets Space, 2007, 59: 375-380.
- [56]木崎甲子郎. 琉球岛弧的地质构造[J]. Tectonophysics, 1986, 125(1/2/3): 193-205.
- [57]郝天珢, Neprochnov Y, 江为为, 等. 鄂霍茨克海的地球物理场与地质构造[J]. 地球物理学进展, 2001, 16(1): 1-10.
- [58]Rodnikov A G, Sergeeva N A, Zabarinskaya L P, et al. The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia) [J]. Russia Journal of Earth Science, 2008, 10.
- [59]Piip V B, Rodnikov A G. The sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data [J]. Russian Journal of Earth Sciences, 2004, 6(1): 35-48.
- [60]Honza E, ed. Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido [C]. GH77-3 Cruise, 1977.
- [61]Hall R. Cenozoic reconstructions of SE Asia and the SW Pacific: Changing patterns of land and sea [EB/OL]. <http://citeseerx.ist.psu.edu/showciting?cid=5949509>.
- [62]FU Ming-zuo, LIU Le-jun, ZHENG Yan-peng, et al. Tectonic geomorphology of the Ryukyu trench-arc-backarc system: Geological-geophysical exploration and mapping [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(14): 1512-1526.
- [63]JIN Xiang-long, et al. Structure and tectonic evolution of Okinawa Trough [J]. Science in China: Series B (Chemistry, Biological, Agricultural, Medical & Earth Sciences), 1988, 31(5): 614.
- [64]金翔龙, 唐宝珏, 庄杰, 等. 冲绳海槽海底结构的地球物理调查[J]. 地震地质, 1983, 5(1): 42.
- [65]Letouzey J, Kimura M. The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin [J]. Tectonophysics, 1986, 125(1/2/3): 209-230.